Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck

Von

O. Ampferer
ordentl. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Mit 12 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 10. Juni 1943)

In der Frage einer Abgrenzung der selbständigen Schlußvereisung von der Würmeiszeit sind trotz mancher Zustimmung unter den alpinen Eiszeitforschern immer noch genügend Zweifel vorhanden, so daß weiteres neues Beweismaterial wertvoll ist.

Anläßlich meiner Mitarbeit bei der Neufassung von Quellen für eine Vergrößerung der Innsbrucker Trinkwasserversorgung habe ich nun eine Reihe von Schuttaufschlüssen kennengelernt, die dafür wichtige Aussagen enthalten.

In der folgenden Arbeit sind nun einige solche Fundstellen abgebildet und kurz beschrieben. Eine weitere Ausdehnung dieser Untersuchungen wäre zwar sehr erwünscht, ist aber bei den derzeitigen Schwierigkeiten nicht mehr leicht auszuführen.

So begnüge ich mich mit dem bereits gesammelten Materiale in der Hoffnung, vielleicht später noch Ergänzungen liefern zu können.

Wenn man in dieser Fragestellung zu befriedigenden Antworten kommen will, so muß man in dem weiten Inntalraum sich zunächst um Auskunft an jene Stellen wenden, wo die hohe nördliche Bergmauer durch die Einschnitte von Seitentälern unterbrochen wird. Hier besteht von vornherein am ehesten die Möglichkeit, daß die Ablagerungen von jüngeren Seitengletschern sehr tief in den Inntalraum herabgelangen konnten. Im folgenden wähle ich zunächst die mir seit langer Zeit genauer bekannten Mündungen der Karwendeltäler für diese Untersuchungen.

Hier hat man einerseits gute neue Karten 1 : 25.000 und anderseits auch eine leichte Trennung von lokalem und erratischem Schutt zur Verfügung.

In diesen Mündungsgebieten war es mir nun möglich, meine alten Erfahrungen durch neue Beobachtungen zu vertiefen. Diese

Neubegehungen erschienen insofern aussichtsvoll, als hier wegen der gesteigerten Bautätigkeit eine ganze Reihe von Schotter-, Sand-, und Lehmgruben teils vergrößert, teils neu angelegt wurden.

So wenig nun durch diese Schuttgruben das Angesicht des grünen Berggeländes verschönert wurde, so sehr ist dadurch die geologische Einsicht gefördert worden. Da diese Gruben einer raschen Veränderung oder auch der Verschüttung und der Verbauung unterliegen, scheint die Festhaltung der wichtigeren Befunde die Mühe der Beschreibung zu lohnen. Diese Beschreibung ist in erster Linie auf neue Ergebnisse gerichtet und setzt also die Kenntnis der bisherigen Erforschung voraus.

In den Felstrog des Inntales ist, wie bekannt, eine mächtige interglaziale Aufschüttung des Inns mit Schottern, Sanden, Tonen vollzogen worden.

Von dieser Aufschüttung sind die untersten Teile bisher nur von der Tiefbohrung bei Rum erreicht und genauer geprüft worden. Aber auch hier hat die Sonde den Felsboden des Inntales nicht erreicht, sondern ist in zirka 200 *m* Tiefe in groben, Druckwasser führenden Innschottern abgebrochen worden.

Es sind aber nicht nur die untersten, sondern auch die obersten Teile der über 500 *m* mächtigen Innaufschüttung so ziemlich unbekannt, weil diese von der Arbeit der Erosion größtenteils schon entfernt wurden.

Wenn man sich mit den Hinterlassenschaften der Schlußvereisung abgeben will, so ist die Kenntnis der oberen Grenze der Innaufschüttung insofern von Bedeutung, als die Moränen der Schlußvereisung vielfach gerade in Lücken derselben eingefüllt und auch dort erhalten worden sind. In den normalen Querschnitten der Inntalterrassen haben wir über den Felskernen die Innaufschüttung, auf dieser die Decke der Würmgrundmoränen und erst darüber hangaufwärts die Ablagerungen der Schlußvereisung. Diese Regel wird aber, wie wir sehen werden, doch an einzelnen Stellen erheblich unterbrochen.

Eine solche Stelle liegt am Ausgang der Kranewitter Klamm. Diese tief eingeschnittene Schlucht entwässert die schroffe Südseite der 2629 *m* hohen Solsteingruppe zwischen dem Sattel der Zirler Mähder und dem Südkamme der Hohen Warte. An ihrem Ausgang wird dieselbe von den stolzen Wänden des Hechenbergs und den niedrigeren des Klammeggs besonders schroff und eng zusammengefaßt.

Mit Ausnahme des Sattels der Zirler Mähder ist diese große Wildnis in die hellen Felsmassen des Wettersteinkalkes eingetieft. Das Gehänge und auch die steilen Rinnen sind nicht stark ver-

schüttet. An einzelnen geschützten Stellen, wie z. B. an der Westseite des Hechenbergs (1941 *m*), trifft man nicht selten auf erratische kristalline Geschiebe. Weitaus vorherrschend ist aber der kantig gebrochene Schutt des Wettersteinkalkes.

Dieses Verhältnis trifft man nun auch an der Mündung der Kranewitter Klamm in der Aufschüttung des jungen Schuttkegels,

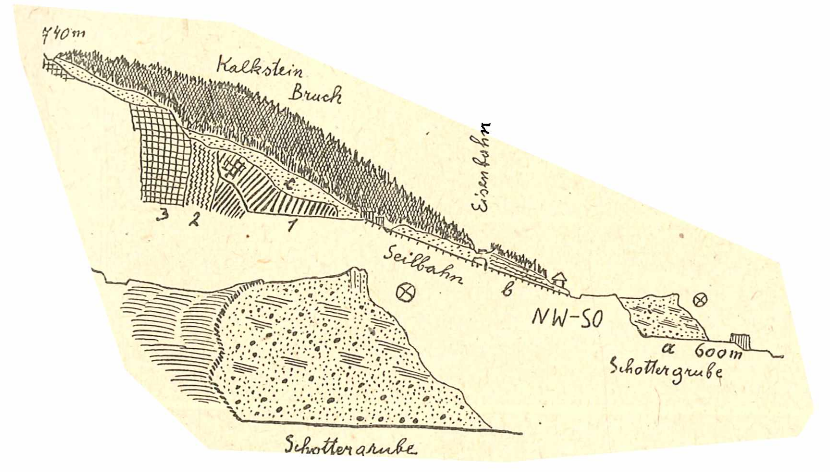


Fig. 1.

1 = dunkelgrauer, dickbankiger Muschelkalk.
2 = helle, hornsteinreiche Reiflinger Kalke mit undeutlichen Ammoniten.
3 = gelb-rötliche Rauhwacken—Reichenhaller Schichten.
a = Moränenschutt mit schön polierten und gekritzten Blöcken. Vorwiegend Kalke, aber auch Kristallin. Einschaltung von schrägen Lagen von Feinsand und Kalkschlamm. Teilweise über 1 m^3 große Blöcke.
b = kalkiges, verkittetes Moränenmaterial.
c = mächtige, vorherrschend kalkige Grundmoräne mit vereinzelten kristallinen Blöcken.
⊗ = Vergrößerung von ⊗.

der etwa 1 ½ *km* lang und 1¼ *km* breit ist und am unteren Ende die kleine Siedlung Kranewitten (601 *m*) trägt.

Durch das Herandrängen des Inns ist der untere Rand dieses Kegels mit einem bogenförmigen Steilrand eingesäumt. Zu beiden Seiten dieses lebendigen Schuttkegels finden sich Reste von beträchtlich höheren abgestorbenen Kegeln. An der Westseite sind 2 längere wallartige Rücken des Hirschbodens und an der Ostseite die 811 *m* hohe Schulter des Kerschbuchhofes erhalten.

Diese Schulter wird von einem kurzen Tunnel der Mittenwalder Bahn durchstoßen. Dabei zeigte sich, daß diese Schulter,

die mit ihrer Höhe sehr gut ins Niveau der Innaufschüttungen hineinpassen würde, aus schlecht gerollten Triaskalken der Kranewitter Klamm besteht.

Begibt man sich von der Schulter des Kerschbuchhofes weiter gegen O, so begegnet man bald mehreren niedrigeren, schmalen Querrücken, welche mit dem 640 *m* hohen Galgenbichl enden. Heute werden die Eingeweide dieser schönen Querkämme durch Schottergruben gründlich ausgeweidet und wir sehen, wie Fig. 1 lehrt, daß es sich um mächtige Massen von lokalen Grundmoränen handelt.

Oberhalb der Mittenwalder Bahn schließen sich dann die Aufschlüsse eines großen, verlassenen Kalksteinbruches an. Derselbe hat Gesteine von Muschelkalk und Reichenhaller Schiefer abgebaut, die hier in steiler Aufrichtung ostwestlich unter der tiefen Schuttdecke durchziehen.

Sie werden von geschlossenen Massen einer vorherrschend kalkigen lokalen Grundmoräne eingedeckt. Es fehlen aber auch da und dort kristalline Geschiebe nicht.

Hält man die Aufschlüsse von Fig. 1 zusammen, so liegt hier eine mächtige, lokale Moränenmasse vor, welche sich von der heutigen Innebene bis zur Höhe des Mittersteiges, also zirka 150 *m* hoch, verfolgen läßt.

Diese große Moränenanhäufung liegt genau in einer Höhenlage, welche sonst im benachbarten Inntale von den alten Aufschüttungen des Inns eingenommen wird.

Es bleibt also wohl nur die Annahme lebendig, daß hier die weit älteren Innaufschüttungen samt der Würmmoräne bis auf die felsige Berglehne abgetragen und später in diese Lücke die Moränenmassen eines Lokalgletschers der Kranewitter Klamm eingeschüttet wurden.

Die Besichtigung dieser Moränenmasse ergibt noch folgende weitere Einsichten. Durch den Abbaubetrieb haben sich in der Sohle der Grube eine Menge von kleineren und größeren Blöcken angesammelt, in welchen zur Hauptsache Blöcke aus den nahen Kalkalpen, aber auch aus den ferneren Zentralalpen vereinigt liegen. Einzelne dieser Blöcke haben mehr als 1 m^3 Inhalt. Dabei zeigen sich die meisten blank poliert und deutlich in verschiedenen Richtungen geritzt und geschrammt.

Neben und über dieser typischen Grundmoräne stellen sich aber als Zwischenlagen feine Kalksande und gelblichweiße Kalkschlammlagen ein. Alle diese Feinsedimente befinden sich trotz ihres feinen Korns nicht in horizontaler, sondern in schräger Lagerung mit einem Gefälle von 10 bis 12° gegen den nahen Inntalboden.

Wir werden uns mit ähnlichen schrägen Lagen von Feinsedimenten innerhalb von Moränenmassen noch öfter zu beschäftigen haben. Hier soll nur festgehalten werden, daß diese Art von Schrägstellungen in den Innaufschüttungen und auch in den Würmgrundmoränen völlig fehlen. Wir haben schon erwähnt, daß in unserer großen lokalen Moränenmasse das ortsnahe Material bei weitem gegenüber dem erratischen vorherrscht.

Es prägt sich dies durch die Führung von mehreren typischen Abarten von Rauhwacken, Muschelkalk und Wettersteinkalk sowie von einer Breccie aus, die aus eckigen Kalkstücken mit kalkigem Zement gekittet ist. Diese Breccie steht in geringem Ausmaß oberhalb der Mittenwalder Bahn an und ist dort unmittelbar dem Muschelkalk aufgeklebt.

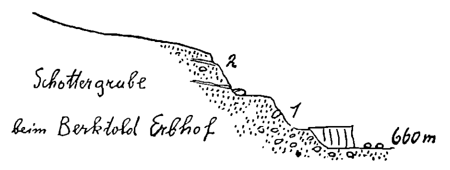


Fig. 2.

1 = Grundmoräne mit gut polierten und gekritzten Blöcken. Neben vorherrschenden Kalken auch reichlich Kristallin. Mehrere Arten von Reichenhaller Schichten — Muschelkalk — Wettersteinkalk. Grobgneise — Granatamphibolit — Glimmerschiefer. Blöcke über 1 m^3.

2 = In der Moränenmasse schräge Lagen von mehligen, glimmerigen, teilweise gefältelten Feinsanden.

Wahrscheinlich handelt es sich um eine lokale Ausbildung der Höttinger Breccie ohne Beischüsse aus dem roten Buntsandstein.

Die teilweise recht großen Gneis-, Granit-, Granatamphibolitblöcke stammen wohl aus dem Nachlaß der letzten Großvergletscherung, von der ja auch heute noch im höheren Berggehänge viele, oft sogar sehr große kristalline Blöcke zu finden sind. Man kann daher aus dem Besitz von kristallinen Einschlüssen in einer Moräne noch nicht auf die Zugehörigkeit zum Inngletscher schließen.

In der Schottergrube von Fig. 1 ist vor allem in den tieferen Lagen eine Anreicherung von kristallinen Blöcken zu erkennen.

Eine Ergänzung zu diesen Aufschlüssen bietet eine benachbarte Schottergrube bei dem Erbhof Berktold in einer Höhenlage von 660 bis 680 *m*.

Wie Fig. 2 näher ausführt, haben wir auch hier wieder eine typische Grundmoräne mit feinen schrägen Mehlsandbändern und

großen, blank polierten und eisgravierten Blöcken vor uns. Die Hauptmassen gehören auch hier wieder zum Schichtbestand von Muschelkalk und Wettersteinkalk. Daneben fehlen aber auch große Gneis-Granit-Amphibolit-Blöcke keineswegs.

Durch die Angaben dieser Grube vervollständigt sich die Aufschlußreihe von typischer kalkreicher Grundmoräne zu einem geschlossenen Verbande von zirka 150 *m* Mächtigkeit, der sich oben an die Muschelkalkfelsen legt, während seine Unterlagerung in der Inntalebene noch unbekannt ist. Durch ausgedehnte neue Siedlungsbauten in dieser Ebene ist das Auftreten eines ausgedehnten jungen Lehmlagers festgestellt.

Aus dem Anbau dieser großen lokalen Moränenmasse unmittelbar ans Felsgehänge geht auch hervor, daß diese älter als der Schuttkegelrest des Kerschbuchhofes sein muß. Ein Gletscher, der aus der Kranewitter Klamm herausquoll, hätte diese Schulter wohl entfernen müssen, bevor er seine Moränen unmittelbar aufs Grundgebirge hätte legen können. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß dieser hohe Schuttkegel erst nach dem Abschmelzen des Klammgletschers entstanden ist. Der Eisverschluß der Klammspalte mußte zuerst abgeschmolzen sein, bevor die Aufschüttung des hohen Schuttkegels möglich war.

Der östlich benachbarte Höttinger Graben besitzt zwischen dem Vorderen Brandjoch (2556 *m*) und der östlichen Kaminspitze (2432 *m*) ein ähnlich großes Einzugsgebiet wie die Kranewitter Klamm, aber eine erheblich buntere Schichtfolge vom Buntsandstein bis zu den Raibler Schichten. Mit dem Durchziehen einer breiteren Zone des wasserstauenden Buntsandsteins steht dem Höttinger Graben auch eine reichere Wasserführung zur Verfügung.

Dies macht sich auch in der Ausbildung eines mehr als doppelt so breiten und flacheren Schuttkegels bemerkbar, auf dem die Ortschaften Mariahilf, Hötting und St. Nikolaus ihren Raum finden. Wandert man von der alten Kirche das Höttinger Tal bergan, so begegnet man rechter Hand bald großen Anbrüchen einer leicht verkitteten rötlichen Schuttmasse. Sie ist deutlich bachabwärts geschichtet und besteht aus bunt gemischtem, schlecht gerolltem Schutt des Höttinger Tales.

In diesem Gemisch von Triasgesteinen fallen zahlreiche eckige Blöcke von roter und weißer Höttinger Breccie sowie auch gar nicht seltene kristalline Geschiebe auf. Die dickbankige Schuttmasse läßt sich nur ein Stück weit bergauf verfolgen und wird dann von horizontalschichtigen groben Innschottern überlagert. Die Innschotter übergreifen die Schichtköpfe des röt-

lichen Höttinger Schuttes, was wohl auf die Einschaltung einer Erosionsperiode hindeutet.

Die Innschotter sind hier sehr bunt gemischt und sehr reich an kristallinen Geröllen.

Einen ausgezeichneten Einblick in ihre Bestände eröffnet ein neuer Schotterbruch, welcher sich rechts gleich oberhalb der Brücke (685 *m*) am obersten Ende von Hötting befindet.

Von den hier im Mai 1943 sichtbaren Verhältnissen bringt Fig. 3 eine schematische Ansicht.

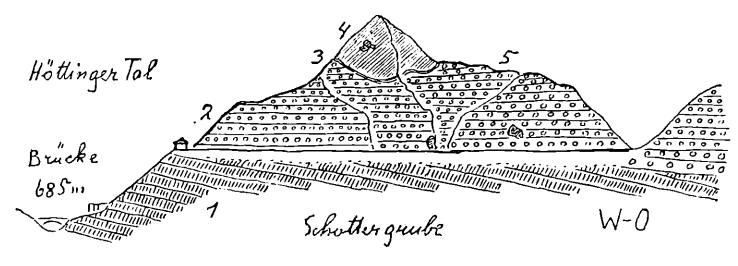


Fig. 3.

1 = grober, rötlicher, lokaler Höttingerbachschutt. Ziemlich viel Kristallin, dickbankig und verkalkt.
2 = streng horizontalgeregelte und kristallinreiche Innschotter und Sande. Viele Serpentingerölle. Eingemauert große Blöcke von weißer Höttinger Breccie.
3 = Sandband.
4 = lokale, kalkige Moräne mit gekritzten Geschieben und großen Blöcken von Höttinger Breccie und Kristallin.
5 = gelb-braune Verwitterungsdecke.

Die Innschotter zeigen eine streng horizontal ausgerichtete Regelung, welche in vielen Zeilen von gröberen und feineren Schottern und Sandlagen deutlich geschrieben steht. An einer Stelle ist auch ein großer, angerundeter Block von weißer Höttinger Breccie eingemauert. Unterhalb der Abbausohle lagern die Innschotter auf dem roten Höttinger Schutt.

Der steile Kamm, welcher über den horizontalen Innschottern aufragt, zeigt einen anderen Inhalt und Aufbau. Hier lagert eine viel kalkreichere und viel weniger abgerollte Schuttmasse, welche auch in scharfem Gegensatze gegen die Innschotter keine horizontale Schichtung besitzt. Vielmehr gibt sich eine unklare schräge Schichtung zu erkennen. An der Basis wird diese Schuttmasse durch ein schräges Sandband gegen die Innschotter abgegrenzt.

In dieser Masse sind auch deutlich gekritzte Geschiebe enthalten. Außerdem ist eine größere Blockmasse von weißer Höttinger Breccie eingemauert.

Offenbar haben wir wieder eine lokale Moräne aus dem Höttinger Graben vor uns. Interessant ist das Verhältnis zu den Grundmoränen der Würmeiszeit, welche die benachbarte Terrasse des Gramartbodens (820 *m*) eindeckt.

Diese lehmreiche, stark bearbeitete Grundmoräne ist hier in vielen Hohlwegen prächtig aufgeschlossen. Sie führt massenhaft klare, gekritzte Geschiebe und auch reichlich kristalline

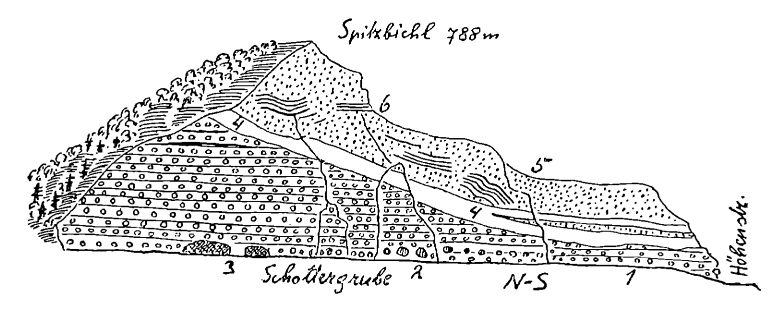


Fig. 4.

1 = streng horizontal geregelte Innschotter und Sande, reich an Kristallin.
2 = Zeilen von gröberen Blöcken von Wettersteinkalken und Höttinger Breccie.
3 = großer gesprengter Block von roter Höttinger Breccie, vielleicht anstehend.
4 = schräges Band von stark bearbeiteter kristallinreicher Grundmoräne. Wahrscheinlich ein Rest von Würmgrundmoräne.
5 = kalkreiche Lokalmoräne, überwiegend kalkig und schwach bearbeitet.
6 = horizontale, meist aber schräge und gefaltete Feinsande und Schlammlagen.
S—N-Schnitt.

Beiträge. Die Lokalmoräne liegt tiefer und ist in einer Erosionsfurche zur Ablagerung und Erhaltung gekommen.

In der Zwischenstrecke zwischen dem Höttinger Graben und der Mühlauer Klamm ist durch eine große Schottergrube gleich neben dem verlassenen Mayer'schen Steinbruche unter der Hungerburg ein wichtiger Aufschluß geschaffen worden, von dem Fig. 4 und 5 Querschnitte entwerfen.

Diese große Grube baut den Hügel (P. 788 *m*) von W her ab und ist so gelegen, daß ihr unterer Teil noch ganz in die horizontalen Schotter der Innaufschüttung hineingreift, darüber aber noch ein Band von Würmgrundmoräne und noch höher die Lokalmoräne der Schlußvereisung angebrochen wurde.

Wenn man die Fig. 4 und 5 betrachtet, ist also hier eine Gliederung in drei verschiedene Schuttmassen recht deutlich ausgesprochen.

Die Innschotter haben das weitaus bunteste Material, die beste Abrollung und eine strenge horizontale Schüttung. Es kommt dabei die große Kraft eines starkes Flusses zur klaren Abbildung. Nahe ober der derzeitigen Abbausohle ist in den groben Schottern eine ebenfalls horizontale Zeile von groben Blöcken aus Wettersteinkalk und Höttinger Breccie eingeschrieben. Diese Blöcke sind abgerundet ohne Blankschliff und Ritzung.

Ganz im Hintergrunde kommt noch ein Riesenblock von roter Höttinger Breccie zum Vorschein, der gesprengt wurde.

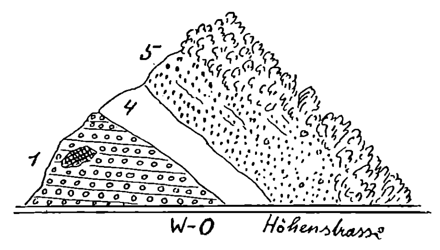


Fig. 5.

1 = horizontale Innschotter mit eingemauertem, kantengerundetem Block von weißer Höttinger Breccie.
4 = stark bearbeitete kristallinreiche Würmgrundmoräne.
5 = lokale kalkreiche, schwach bearbeitete Moräne der Schlußvereisung.

Vielleicht gehört er schon zum anstehenden Teil der Höttinger Breccie. Diese schön horizontal geordnete Schotterfolge wird nun von einem Bande von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne scharf schräg abgeschnitten. Diese Abschrägung ist in der Richtung von N→S flacher, erreicht aber in der Richtung von W→O ein Gefälle von zirka 40 bis 50°.

Dabei ist die Grenzfläche scharf und ziemlich glatt.

Zwischen Schotter und Grundmoräne findet keine Vermischung statt. Daraus ist zu schließen, daß diese Grenzfläche nicht durch die Schubgewalt des Inngletschers entstanden sein kann. Vielmehr ist die Annahme eines Erosionsreliefs hier wahrscheinlicher.

Die Grundmoräne ist sehr stark bearbeitet, enthält zahlreiche ausgezeichnet polierte und gekritzte Geschiebe sowie häufige Beiträge von kristallinen Gesteinen. Man hat den Eindruck, daß

es sich hier um eine Grundmoräne der Würmeiszeit handelt. Die geringe Mächtigkeit von einigen Metern ist aber auffallend und wohl nur durch nachherige Abtragung erklärlich. Über diesem schrägen Bande von Würmgrundmoräne stellt sich nun als drittes Stockwerk eine ziemlich grobe und weit schlechter bearbeitete kalkreiche Lokalmoräne ein.

Kristallines Material ist viel seltener, dagegen Muschelkalk-, Wettersteinkalk, Dolomit und Höttinger Breccie sehr häufig vertreten sind.

Charakteristisch ist wieder die Einschaltung von feinen Sand- und Schlammlagen, welche zumeist aber nicht horizontal liegen, sondern schräg und dabei lebhafte wellige Verbiegungen zeigen. Die Ähnlichkeit des inneren Aufbaues der Lokalmoränen in den Fig. 1 bis 5 ist leicht herauszuspüren.

Bezüglich der Einschaltung der Feinsand- und Schlammlagen ist dieser Aufschluß auch von Bedeutung, weil man hier sowohl ebene als auch schräge und gefaltete Lagen übereinander sieht. Dabei erscheint die oberste Lage noch eben, während die tieferen aber schräg und verbogen sind.

Die Wahrscheinlichkeit, daß die schrägen Stellungen und Faltungen der Feinsedimente keine Eigenschaften der ursprünglichen Ablagerung sind, sondern erst durch Gleitungen erworben wurden, drängt sich dem Beschauer unmittelbar auf.

Eine wesentlich andere Formung tritt uns an der Mündung der ebenfalls tief eingeschnittenen Mühlauer Klamm entgegen. Im Gegensatz zum Einzugsgebiete der Kranewitter Klamm und des Höttinger Grabens ist jenes der Mühlauer Klamm nur ein schmaler Bergstreifen, der zur Arzler Scharte emporzieht. Trotzdem vermag die obere Mühlauer Klamm soviel gutes Wasser zu spenden, daß dasselbe für die Trinkwasserversorgung der Stadt Innsbruck mit mehr als 100.000 Einwohnern ausreicht.

Die schmale Felspforte der Mühlauer Klamm ist in die dicken Bänke der roten Höttinger Breccie eingeschnitten, unter der ein Rest von Liegendmoräne und dann der Felssockel aus Raibler Schichten auftaucht.

Die Höttinger Breccie bricht gegen das Inntal in hohen Steilwänden ab, welche an der Klammpforte noch heute eine Höhe von zirka 120 *m* besitzen. Bei der flachen Neigung der dicken Schichtbänke ist anzunehmen, daß die Breccie einst von der heutigen Klammpforte wohl noch 2 *km* weit ins Inntal hinausreichte.

Heute lehnt sich an die Ostseite dieser Pforte eine hohe Aufschüttung der Inntalterrassen. Es muß also der Einschüttung

der Innsedimente eine gewaltige, tiefgreifende Erosion vorausgegangen sein. Dabei zeigt der Abbruch der Höttinger Breccie hier auf eine Strecke von zirka 2½ *km* eine auffallend gerade schroffe Stirnwand, die von SW→NO streicht. Ohne die angelehnten Innschotter würde diese Stirne im Landschaftsbilde noch viel stärker wirken. Es ist unwahrscheinlich, daß quer zu den steil abfallenden Bachrunsen eine so lange, geschlossene Steilwand entstanden wäre. Wahrscheinlicher bleibt wohl die Deutung, daß hier der vorbeistreichende Inngletscher als Hobel mitgewirkt habe. Am Ausgang der Mühlauer Klamm ist nun die vorgelagerte Masse der Innaufschüttungen zu einem großen Teile abgetragen worden, und zwar auf der Westseite bedeutend mehr als auf der Ostseite.

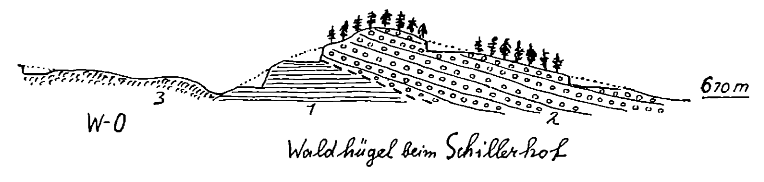


Fig. 6.

1 = lehmiger, feinschichtiger, gleitgefältelter Mehlsand.
2 = schräg geschüttete Innsande und Schotter. In den Schottern Eisschliffblöcke.
Die Grenzfläche zwischen 1 und 2 fällt mit zirka 20 bis 25° gegen O.
3 = rötlicher, kantiger und schlammiger lokaler Murschutt.

An der Westseite ist nun durch künstliche Aufschließungen des Waldhügels beim Schillerhof der Schuttaufbau ziemlich gut geklärt worden.

Wie Fig. 6 zu erkennen gibt, besteht dieser Hügel von zirka 700 *m* Meereshöhe aus einem Sockel von horizontalen, gut gerollten und kristallinreichen Innschottern sowie einem kleinen, lehmigen Mehlsandlager. Dieses Lager zeigt trotz seiner flachen Schichtung lebhafte kleinere Gleitfaltungen und wird an seiner Ostseite schroff von einer schrägen Erosionsfläche abgeschnitten.

Auf dieser 20 bis 25° gegen O abfallenden Fläche lagert dann gröberer Innschotter mit mehreren in derselben Richtung geneigten, schmalen Sandkeilen.

Innerhalb dieser offenbar jüngeren schrägen Aufschüttung finden sich nun vereinzelte gut polierte und eisgravierte Blöcke von Wettersteinkalk und Höttinger Breccie. Trotz dieser Eisschliffblöcke kann man hier nicht von einer Grundmoräne reden.

Es handelt sich um eingeschichtete größere Blöcke in Schotter und Sande des Inns, welche aber wahrscheinlich umgeschichtet worden sind.

Da aber die Politur und Gravur der etwa $^1/_4$ m^3 großen Blöcke recht gut erhalten ist, können sie keinen längeren Wasserrolltransport mitgemacht haben. Daß diese Blöcke unbedingt aus der Nähe stammen, beweist weiter die Anteilnahme von roter Höttinger Breccie und großoolithischem Wettersteinkalk.

Wenn wir uns um zirka ½ *km* weiter östlich begeben, so finden wir in der großen Suitner'schen Sandgrube die Einschaltung von solchen eisgeschliffenen Blöcken in viel großartigerem Maßstabe und größerer Höhe wieder.

Einen Querschnitt von W→O durch diese Sandgrube habe ich schon in diesen Sitzungsberichten 1943 beschrieben und ich füge hier in Fig. 7 noch einen Schnitt von N gegen S dazu.

Dieser Schnitt ist insofern von erklärendem Wert, als er die Fortsetzung der Grobblockzone fast bis in die Tiefe des Inntales zu erkennen gibt.

Die mächtige Grobblockzone, welche schräg auf den mächtigen Innsanden ruht, enthält zahlreiche Blöcke aus den nahen Kalkalpen, aber auch kristalline Blöcke aus den ferneren Zentralalpen. Von den Nahgesteinen fallen durch Häufigkeit solche von Wettersteinkalk, Muschelkalk, Höttinger Breccie auf.

Viele von ihnen sind gut poliert und graviert. Die größten derzeit sichtbaren Blöcke erreichen etwa 1 m^3. Zahlreiche Blöcke sind aber schon abgestürzt und zerkleinert worden.

Überlagert wird die Blockzone von schräg geschütteten Schottern und Sanden sowie oben von einer gelben porösen Lößzone. Es könnte sich nun bei dieser Blockzone um eine durchziehende Einlagerung in der Innaufschüttung handeln. Es findet sich aber in der Richtung gegen O keine Fortsetzung mehr. Das macht die Annahme wahrscheinlich, daß unsere Blockzone nicht durchzieht, sondern nur in einer tiefen Furche der Innaufschüttung eingelagert wurde. In diesem Falle wäre ihre natürliche Fortsetzung in der Gefällsstrecke gegen die Inntalsohle zu suchen. Hier ist nun tatsächlich, wie Fig. 7 vorführt, an zwei Stellen eine Fortsetzung der Grobblockzone zu finden.

Reste dieser Zone liegen einerseits knapp unterhalb von dem Wirtshaus Schönblick und wesentlich tiefer in einer großen Schottergrube zwischen dem alten Kalkofen und der Autostraße nach Arzl.

In dieser Schottergrube tritt die Blockzone in fast horizontaler Einschichtung mit reichlichen großen Blöcken auf.

Neben vielen kristallinen Blöcken stellen sich weit zahlreicher Blöcke von Muschelkalk, Wettersteinkalk, Triasdolomit und Höttinger Breccie ein. Manche von ihnen tragen noch unverwischten Blankschliff und klare Ritzenzeichnung der Gletscherarbeit zur Schau.

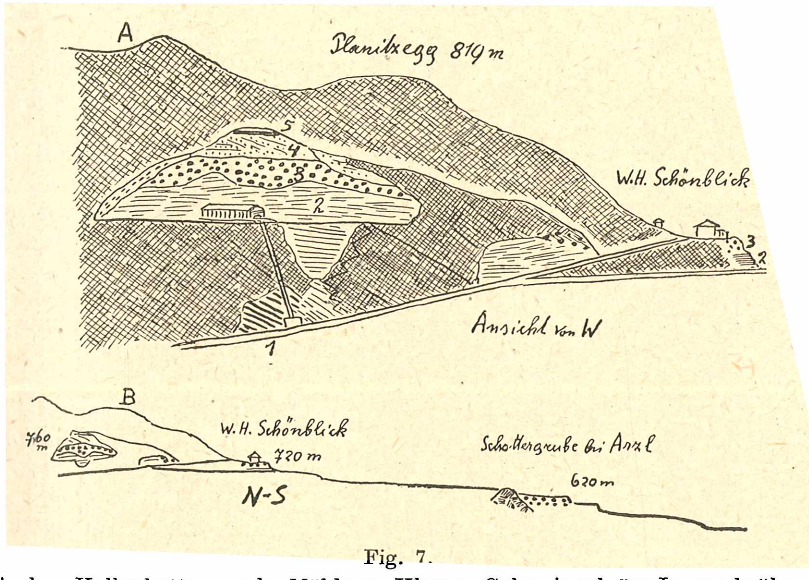


Fig. 7.

A 1 = Kalkschotter aus der Mühlauer Klamm. Gehen in schräge Innsande über.
2 = mächtige, oft schräg gewebte Innsande.
3 = Grobblockzone mit vielen polierten und gekritzten Blöcken aus Kalken, Höttinger Breccie und Kristallin.
4 = schräg geschüttete Schotter.
5 = gelbe Lößlage.

Schematische Ansicht von W.

B = Einordnung von 3 Fundstellen der Grobblockzone in das N—S-Profil bis zur Inntalebene.

Die große Blockzone in der Suitner'schen Sandgrube steht bei zirka 750 *m* an, jene beim Wirtshaus Schönblick bei zirka 720 *m*, jene beim alten Kalkofen bei zirka 620 *m* an. Die Horizontalentfernung beträgt bei einem Gefälle von zirka 130 *m* nicht ganz 1 *km*. Dieses Gefälle ist nicht gleichmäßig verteilt. Es ist im obersten Aufschluß am unregelmäßigsten und im untersten am ruhigsten und fast horizontal.

Heute hat die Blockzone keine Verbindung mehr mit der Felspforte der nahen Mühlauer Klamm. Eine solche Verbindung muß aber seinerzeit wohl bestanden haben, weil die Zulieferung der Blöcke doch aus der tiefen Führungsrinne der Klamm am wahrscheinlichsten ist.

Es ist übrigens auch heute noch ein tieferes und breitsohliges Trockental, das „Helfental", hier erhalten, dessen Verbindung mit der Mühlauer Klamm ebenfalls abgeschnitten ist.

Dieses Trockental ist durch ein flaches Gefälle, glatte Formung und breite Ausrundung ausgezeichnet. Die Wasserfurchen, welche heute in den Leib der alten Innaufschüttungen eingeschnitten sind, zeigen allenthalben weit schroffere Formen und vor allem scharf eingerissene Gerinne. Davon ist hier nichts zu sehen.

Das legt die Vermutung nahe, daß es sich hier um eine von einem Gletscherarm ausgearbeitete Furche handelt, die nach dem Abschmelzen des Eises außer Gebrauch gesetzt wurde.

Geht man in dieser Überlegungsrichtung noch einen Schritt weiter, so kann man versuchen, unsere Grobblockzone als einen zu diesem Gletscherarm gehörigen seitlichen Moränenwall aufzufassen.

Von einer Wallform ist nun freilich nichts mehr zu sehen. Es bleibt aber zu überlegen, ob durch eine kräftige Umschwemmung und Einschichtung nicht doch aus einem ehemaligen Moränenwall eine Blockzone entstehen konnte, wie sie heute hier vor uns liegt.

Macht man diese Annahme, so kommt man zu dem Ergebnis, daß dieser Gletscher aus der Mühlauer Klamm nach seiner Grobblockzone so ziemlich ebenso tief (620 *m*) wie der Gletscher aus der Kranewitter Klamm (600 *m*) ins Inntal herabgestiegen war.

Noch eine andere Erscheinung läßt sich in diesen Erklärungskreis einbauen.

An der unteren Stufe der Suitner'schen Sandgrube ist eine zirka 45° geneigte, glatte Schubfläche erkennbar.

Dieselbe Fläche ist dann auch noch in der kleineren südlich benachbarten Sandgrube aufgeschlossen. Ich hielt diese glattgescheuerten Flächen zunächst für Gebilde von größeren Hanggleitungen. Es scheint mir aber nunmehr auch möglich, daß es vielleicht Gletscherschliffe sind. Für Hanggleitungen sind die Neigungen doch auffallend steil.

Gletscherschliffe könnten nun aber an einem Gehänge, das von feinen Sanden aufgebaut wird, wohl nur bei gefrorenem Boden so geglättet werden.

Für diese Deutung sind nun in einer luftlinig zirka 800 *m* entfernten Schottergrube oberhalb von Arzl Aufschlüsse zu

finden, welche Fig. 8 im Schema abbildet und die ebenfalls für Gefrierwirkungen sprechen.

Hier waren am 19. März 1943 innerhalb von flach südfallenden Lagen von Innschottern und Sanden sehr steile weiße Klüfte zu beobachten.

Bei näherer Betrachtung stellte sich heraus, daß es offenbar Zerrklüfte sind, welche die Schotter und Sande glatt durchschneiden und deren Fugen mit weißem, schaumigem Kalk ausgeheilt sind. An einer Stelle waren sogar zwei sich spitzwinkelig schneidende solche Klüfte erkennbar. Es ist wohl unwahrscheinlich, daß sich in lockeren Schottern und Sanden solche ebenflächig begrenzte Kluftsysteme ausbilden und länger erhalten können. In gefrorenem Zustande ist dagegen eine Bildung von Zerrklüften

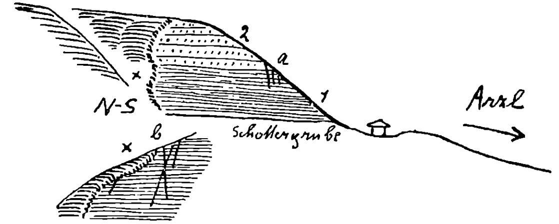


Fig. 8.

1 = Innsande und Schotter mit vielen spitzwinkeligen Schrägschüttungen.
2 = gröbere Kies- und Sandlagen.
a = steile, mit schaumigem Kalk weiß ausgefüllte Zerrklüfte.
b = Zerrklüfte mit Verschneidung.

viel eher möglich. Diese Beobachtungen rücken auch die Möglichkeit von Gletscherschliffen an steilen Hängen von gefrorenen Sanden in die Beachtungshöhe.

Sehr schöne neue Aufschlüsse sind auch am Eingang ins Halltal besonders an der Westseite nördlich von Absam-Melans durch Sand- und Schottergruben entstanden.

Der große Militärschießstand liegt hier noch ganz auf den Schutthalden des Haller Zunderkopfes. Westlich davon erhebt sich eine hügelige Anhöhe, welche auf der Alpenvereinskarte im Maßstabe 1 : 25.000 als „Runstegger-Runstboden" bezeichnet ist.

Der Anstieg zu dieser Anhöhe des Runstbodens vollzieht sich von zirka 700 *m* bis gegen 900 *m*.

Auf der Ostseite der Halltalmündung befindet sich eine ähnliche aber etwas höhere Erhebung zwischen Halltal und dem Graben des Fallbaches. Diese reicht von der Walder Kapelle (782 *m*) bis über 1000 *m* Höhe empor.

Bei meiner alten Karwendelaufnahme auf Blatt „Innsbruck—Achensee“ 1 : 75.000 habe ich diese beiden Vorhöhen als „Ablagerungen der Rückzugsstadien der Würmvergletscherung“ bezeichnet. Eine Unterlagerung durch die interglazialen Terrassensedimente war ebenfalls schon bekannt.

Durch die neuen und viel tieferen Aufschlüsse ist diese Unterlagerung nun weit besser zu beobachten.

Fig. 9 erläutert die Aufschlüsse in der großen westlichen Schottergrube nach dem Beobachtungsstand vom 9. Mai 1943. Der sichtbare Sockel des großen Aufbruches besteht aus fest-

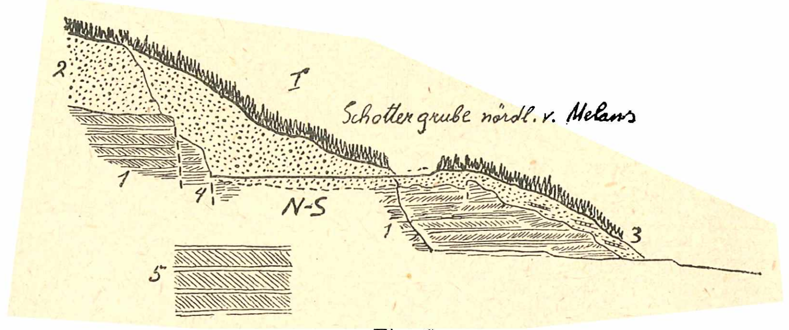


Fig. 9.

1 = feine, glimmerige Innsande mit zahlreichen niedrigen Schrägschüttungen.
2 = mächtige kalkige Grundmoräne mit Blöcken aus Kalken und Kristallin. Schön polierte und gravierte Blöcke und Geschiebe. Grundmoräne ohne Schichtung, die mit scharfer Erosionsgrenze auf den interglazialen Innsanden lagert.
3 = Moräne mit schrägen Sandlagen.
4 = lotrechte Verwerfungen oder Zerrungen.
5 = Webemuster der feinen Innsande. Die schmalen horizontalen Lagen sind vielleicht als „Aufwirbelungszonen“ verständlich.

gelagerten, horizontal geschichteten, feinen, glimmerreichen Innsanden. Trotz der im großen horizontalen Lagerung sind im einzelnen sehr viele Schrägschüttungen von kleiner Höhe und oftmaligem Wechsel zu verfolgen. Es ist in diesen Feinsanden eine große Unruhe in dem Hin- und Herwogen der Aufschüttungen zu verspüren. Man könnte dies als eine „hochnervöse Schüttung“ bezeichnen.

Zwischen den schrägen Lagen laufen immer wieder streng horizontale Schichten durch.

Im Hintergrunde der Abbaugrube waren, wie Fig. 9 andeutet, zwei lotrechte Schubflächen zu sehen, an denen sich aber

keine vertikale Darstellung der anstoßenden Sandbänke erkennen ließ. Die Fugen der Verschiebung erscheinen lehmig verschmiert. Diese typische Innaufschüttung wird oben von einer ganz unregel-

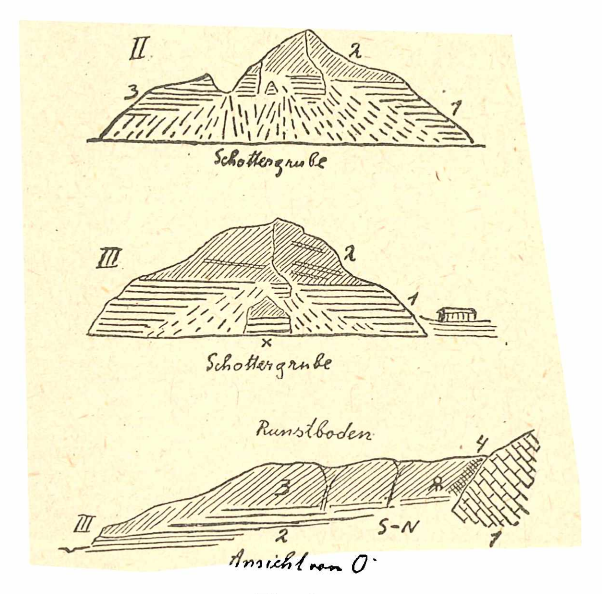


Fig. 10.
Die Schottergruben II und III liegen am gleichen Abhang des Runstbodens weiter östlich von I (Fig. 9).

II 1 = Kalkschotter.
2 = lokale Grundmoräne.
III 1 = Kalkschotter.
2 = lokale Grundmoräne mit schrägen nassen Bändern.
× = abgeglittene Scholle.

Ansicht des Runstbodens.

1 = Hauptdolomit.
2 = Kalkschotter aus dem Halltal.
3 = Grundmoränen.
4 = Anhäufung von kristallinen Geschieben.

mäßigen scharfen Grenze eingesäumt. Es handelt sich hier um einen tiefgreifenden Erosionseinschnitt. Darüber folgt dann typische kalkreiche Grundmoräne, die aber auch hin und hin noch kristalline Geschiebe und auch gröbere Blöcke enthält.

Der Grenzverlauf zwischen den Innsanden und der Grundmoräne ist, wie erwähnt, hier so, daß er wohl nur als eine Erosionsabtragung verständlich ist.

Die Grundmoräne führt auffallend viele blank geschliffene und klar gekritzte Geschiebe hauptsächlich aus Kalk und Dolomit, aber auch aus kristallinen Gesteinen. Neben Wettersteinkalk nehmen am Aufbau der Moräne auch noch Rauhwacken, Raibler Schutt und Jura-Hornsteinkalke sowie Gehängebreccien Anteil. Letztere dürften wahrscheinlich von den sogenannten „Steinernen Knappen" im Halltal gegenüber von St. Magdalena abstammen.

Der Besitzstand an kristallinen Geschieben und Blöcken ist hier ziemlich reichhaltig und streng auf die Moräne beschränkt. Es kommen auch größere Blöcke von Biotit und Muskowit Granitgneis, Amphibolit und Serpentin vor.

Da beim Abbau die größeren Geschiebe auf die Seite gelegt werden, erhält man einen guten Einblick über die Führung von ortsfremdem Material.

Die Grundmoräne besteht vorherrschend aus lokalem Material aus dem Halltal. Sie zeigt keinerlei auffallende Schichtung und hat einen reichlichen Kalkschlammgehalt.

In der Richtung gegen das Halltal sind noch zwei benachbarte Schottergruben da, die derzeit aber außer Gebrauch stehen.

Fig. 10 liefert ihre geologischen Umrisse.

Die Grundmoräne erscheint in derselben Beschaffenheit und Mächtigkeit wie in Fig. 9.

Die Unterlagerung besteht aber nicht mehr aus den Mehlsanden der Innaufschüttung, sondern aus horizontalen, schlecht gerollten Kalkschottern aus dem Halltal. Feinere und gröbere Schotterbänke wechseln miteinander. Diese Kalkschotter zeigen eine ziemlich feste kalkige Bindung. Die Grenze gegen die hangende Moräne ist deutlich gezogen, aber kein Verwitterungsrand.

Offenbar gehören Schotter und Moräne zusammen. In der Moräne ist aber der Einschluß von erratischen kristallinen Gesteinen ein erheblich reichlicher.

Diese drei in Fig. 9—10 abgebildeten Schottergruben sind in den Südfuß einer breiteren, waldigen Anhöhe eingeschnitten, welche in einer Höhe von zirka 900 *m* von dem flachwelligen Runstboden abgeschlossen wird.

An ihrem Steilrande gegen das Halltal streicht hin und hin dieselbe schlammreiche Moräne aus, welche sich dann enge an den Hauptdolomit des Haller Zunderkopfes anschmiegt. In der Grenzzone gegen diesen Dolomit sind in der Grundmoräne besonders reichlich kleinere Gerölle aus Amphibolit und Kiesel zu finden.

Diese Grundmoräne besitzt am Abfall des Runstbodens gegen den Schuttkegel des Halltales eine Mächtigkeit von mindestens 50 *m* und wird von Kalkschottern unterlagert. Wir haben also auch hier wie im Mündungsgebiete der Kranewitter Klamm mit einer sehr großen Mächtigkeit der Lokalmoräne zu rechnen. Hier steigt dieselbe von zirka 720 bis über 900 *m* auf. Also liegt noch heute eine geschlossene Masse von zirka 180 *m* Höhe vor.

Begibt man sich an die Ostseite der Halltalmündung, so trifft man dort auf eine ähnliche Schuttverbauung, welche sogar bis zirka 1000 *m* emporreicht. Leider ist diese große Schuttmasse trotz ihrer starken Zertalung noch nirgends tiefgreifend aufgeschlossen werden.



Fig. 11.

Schema der Schuttverteilung an der Halltalmündung.

1 = horizontale Schotter und Sande des Inns.
2 = Rest der Decke der Würmgrundmoräne.
3 = Kalkschotter aus dem Halltal.
4 = lokale Grundmoräne des Halltalgletschers.
5 = grober, junger Schutt des Halltalbaches.

An ihrem Südfuß zieht die Straße in den Gnadenwald vorbei. Dieselbe ersteigt die Terrasse des Gnadenwaldes in dem Sattel der Walder Kapelle (782 *m*). Hier ist durch den Einschnitt der Straße typische, stark bearbeitete, lehmige Grundmoräne angeschnitten. Sie enthält ziemlich reichlich kleinere kristalline Geschiebe. Wahrscheinlich handelt es sich um Würmmoräne, welche dann östlich weithin die Innschotter und Sande des Gnadenwaldes eindeckt.

Wenig weiter westlich hat eine Schottergrube den Fuß der hohen Schuttvorlage angeschnitten und lichte Kalkschotter entblößt. Grobe und feinere Schotterlagen wechseln und zeigen kalkige Bindung. Auch abgerollte Blöcke von Wettersteinkalk sind hier eingeschaltet. Voraussichtlich haben wir wie auf der Gegenseite die lokalen Kalkschotter vor uns, über denen dann die großen Massen von Lokalmoränen lagern.

Der Innenraum des Halltales ist arm an Moränen. Dagegen ist am Abfall der Speckkarspitze (2621 *m*) den Platten des Wetter-

steinkalkes eine Kalkbreccie aufgelagert, die wohl interglazialen Alters sein dürfte. Sie bildet noch heute zwischen 1700 bis 1900 *m* eine Reihe von abenteuerlichen, hohläugigen Türmen und Mauern.

Denkt man sich diese Ruinen zu ihrem vollen Bauwerk ergänzt, so erkennt man eine mächtige Verschüttung des mittleren Halltales, welche von dem hohen Kamm von der Speckkarspitze—Bettelwurf gegen den weit niedrigeren Kamm von Thaurer und Haller Zunderkopf gerichtet war. Sie findet im Vomperloch am Abfall des Hochnißlkammes eine völlig gleichartige Wiederholung. Wahrscheinlich gehört auch die mächtige Verschüttung der Innsbrucker Nordkette durch die Höttinger Breccie in dieselbe Bildungszeit hinein.

Wenn man die geologischen Verhältnisse der Schuttverteilung vor der Halltalmündung nach Fig. 11 überblickt, so gibt sich hier eine kräftige Abtragung der interglazialen Innaufschüttung und der Würmgrundmoräne zu erkennen.

Westlich streichen die Mehlsande des Inns bei zirka 725 *m* aus und östlich die Innschotter und die Würmmoräne bei der Walder Kapelle bei 782 *m*. In diese breite Abtragungslücke hinein wurden nun die schlecht gerollten, einförmigen Kalkschotter aus dem Halltal geschüttet. Erst auf dieser Grundlage lagert dann die große Masse der Lokalmoräne, die erheblich mehr Kristallin als die Kalkschotter enthält.

Die Mächtigkeit dieser Lokalmoräne ist sehr groß, viel größer als die Durchschnittsmächtigkeit der Grundmoränendecke auf den Inntalterrassen. Diese alte Grundmoräne ist aber nicht nur viel weniger mächtig, sondern auch zu einer ganz flachwelligen Decke ausgewalzt.

Im Gegensatze dazu ragen die großen Moränenpolster zu beiden Seiten des Halltales kräftig in den Inntalraum hinaus und verraten schon dadurch ihre weit jüngere und vom Inngletscher unabhängige Aufschüttung.

Es fällt auf, daß hier keine eigentliche Grobblockzone mitbeteiligt ist. Dies kann vielleicht in der noch recht mangelhaften Aufschließung begründet sein. Auch die anderen Grobblockzonen nördlich von Innsbruck waren noch vor 20 Jahren nicht zu erkennen.

Möglicherweise lag das grobe Material auch zwischen den beiden heute noch erhaltenen Moränenflügeln und wurde von dem kräftigen Halltalbache weggeräumt. In dem jungen Bachschuttkegel sind jedenfalls reichlich grobe Kalkblöcke zu sehen. Zum Vergleich wollen wir nun noch die Mündungen des Vomper-

und Stallentales auf die Frage nach ihren Ablagerungen der Schlußvereisung hin untersuchen.

Das Vomperloch ist eines der mächtigsten Karwendeltäler und besitzt eine wilde und zirka 8 *km* lange, weglose Klamm. Vorgelagert ist ihrer Mündung im W die Terrasse des Gnadenwaldes, im O jene des Vomperberges.

Auf beiden Terrassen begegnen wir über der mächtigen Innaufschüttung der hangenden Grundmoräne des Inngletschers der Würmeiszeit. In diese Grundmoränen sind breite, wohlausgerundete Ausschleiffurchen eingetieft. Größere junge Moränenmassen des Vomperlochgletschers sind aber nicht zu erkennen.

Offenbar hat dieser Lokalgletscher mit seinen Moränen nicht mehr den Ausgang dieses langen Tales erreicht.

Auch der östlich benachbarte Lokalgletscher des Stallentales war nicht imstande, das Inntal zu betreten. Dieses Tal ist wesentlich kleiner als das Vompertal und reicht nur bis zum Lamsenjoch empor. Während aber aus dem Vomperloche die steilen Seitenbäche fast allen Glazialschutt herausgeräumt haben, ist im Stallental noch ein großer Teil liegen und unserer Beobachtung zugänglich geblieben.

Die Mündung des Stallentals ist mit der heute zugänglich gemachten wilden Wolfsklamm zwischen die Terrassen vom Bauhof im W und jene von Roßweide und Heuberg im O mit scharfen Umrissen eingeschnitten. Knapp vor der Mündung der Wolfsklamm liegt die Ortschaft Stans.

Die beiden oben genannten schönen Terrassen zeigen über Felskernen aus Trias mächtige Innaufschüttungen, die oben mit Würmgrundmoränen des Inngletschers eingedeckt sind. Außerdem sind in ihre Oberfläche schön ausgerundete Trockentäler eingeschnitten, die in ostwestlichem Streichen liegen.

Ein Übergreifen der Moränen des Stallengletschers hat hier nicht stattgefunden.

So liegt der ganze Schatz der Moränen der Schlußvereisung wie in einem Speicher in der Schlucht des Stallentales aufbewahrt oberhalb der Felsenge von St. Georgenberg.

Zunächst begegnen wir hier ungefähr bis zur Mündung der schmalen, unzugänglichen Gamsgartenklamm einer Anhäufung von vielen Kalk- und Kristallinblöcken. Auch in die Spalte der tiefen Gamsgartenklamm sind diese Blöcke noch eingefüllt. Dann erscheint in eine Talverbreiterung auf eine Strecke von zirka 1½ *km* eine gewaltige Moränenmasse eingestopft. Sie führt hin und hin gekritzte Geschiebe und zahlreiche grobe Blöcke,

vor allem aus Triaskalken. Es kommen aber auch gar nicht selten kristalline Einschlüsse vor.

Diese typische blockreiche Moräne des Stallengletschers reicht von etwa 900 *m* bis 1240 *m* empor. Aus dieser großen Moränenmasse entspringen mehrere starke Quellen, von denen eine das ehemalige Stift Fiecht mit Trinkwasser versorgte. An diese Moränensteilstufe schließt sich oben der flache Stallenboden an, welcher eine Länge von etwa 1 ½ *km* besitzt und bei der Stallenalpe endet.

Wie Fig. 12 andeutet, hat hier offenbar hinter dem Moränenwall nach dem Abschmelzen des Gletschers ein Stausee bestanden, der aber relativ bald verlandet wurde. Heute wird der schöne Boden von den Steilseiten und vom Hintergrunde her unaufhaltsam verschüttet und von unten herauf zugleich angefressen.

So ist sein Bestand geologisch kurz befristet.

Schätzungsweise ist von dieser über 300 *m* mächtigen Moräne schon etwa die untere Hälfte zerstört worden. Steigt man vom Stallenboden zum Lamsenjoch empor, so begegnet man noch Moränenwällen zwischen 1600 bis 1800 *m* sowie einer 7—8stufigen Ansammlung bei der Lamsenjochhütte zwischen 1900 bis 2000 *m*.

Es liegt daher eine 3stufige Ansammlung vor, wobei allerdings die unterste Moränenmasse zwischen 900 bis 1240 *m* bei weitem die größte Schuttmasse und den Schwerpunkt der ganzen Ablagerung enthält.

Setzt man die unterste Moränenmasse gleich 1, so dürfte schätzungsweise die mittlere vielleicht $^1/_{20}$ und die oberste etwa $^1/_{100}$ der untersten ausmachen. So ist jedenfalls der tiefste Moränenstand der Schlußvereisung zeitlich den oberen Ständen bei weitem überlegen.

Der Stallengletscher hat von den hier betrachteten Lokalgletschern der Karwendelsüdseite die ungestörteste Überlieferung seiner Moränenschätze der Schlußvereisung.

Der Hochstand des Inngletschers der Würmeiszeit betrug hier nach den erratischen Geschieben am Vomperjoch über 1700 *m*. Auch am Stallenboden finden sich noch kristalline Blöcke in über 1400 *m* Höhe.

Es ist also der Stallengletscher der Schlußvereisung um mindestens 800 *m* unter den Hochstand des Inngletschers in der Würmeiszeit herabgestiegen.

In der vorliegenden Zusammenstellung konnte für ein kleines Gebiet an der Südseite des Karwendels an 8 Beispielen gezeigt werden, daß hier nach dem Abschmelzen des Inngletschers eine ziemlich kräftige neue Lokalvergletscherung zustande kam. Die

Zungen dieser Lokalgletscher haben stellenweise ihren Moränenschutt bis nahe an die Sohle des Inntales herabgeschoben.

Dies gilt vor allem von den steilen Hanggletschern. Dagegen vermochte der Gletscher des langen Vompertales nicht bis ins Inntal vorzustoßen. Auch der kürzere Stallengletscher ist noch in der engen Schlucht von St. Georgenberg stecken geblieben.

An allen anderen untersuchten Belegstellen wurden die Ablagerungen der Gletscher der Schlußvereisung in Abtragungslücken der Grundmoränen der Würmeiszeit und der interglazialen Innaufschüttungen eingefüllt. Dadurch sind sie gleicherweise erhalten und verborgen geblieben.

Mehrfach konnten wir die Einschnitte einer tiefgreifenden Abtragung zwischen den jungen Ablagerungen der Schlußvereisung und jenen des Inngletschers und der Innaufschüttung festhalten.

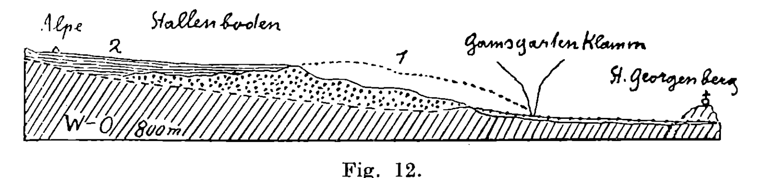


Fig. 12.

Profil des mittleren Stallentales im Maßstabe 1 : 25.000.
Schraffen = Grundgebirge.
1 = Aufschüttung der mächtigen Moräne des Stallengletschers.
2 = Verschüttung des dahinter befindlichen Stauraumes.

Diese Abtragung hat sich natürlich im Mündungsgebiet der Seitentäler viel stärker ausgewirkt als in den dazwischen befindlichen mehr geschonten Räumen.

Was nun die Beschaffenheit der Ablagerungen der Schlußvereisung betrifft, so hat sich ergeben, daß ein großer Unterschied gegenüber der hangenden Grundmoräne der Würmeiszeit auf den Inntalterrassen vorhanden ist.

Einerseits ist die alte Moräne stärker und gleichmäßiger bearbeitet, anderseits fehlen ihr sowohl die Einschaltungen der vielen groben Blöcke als auch jene von Feinsanden und Kalkschlammlagen.

Die Aufschüttung des Moränengutes der Lokalgletscher ist stets ziemlich unruhig und ungleichförmig. Außerdem müssen dabei auch vielfach Umschwemmungen mitgewirkt haben, da es sonst wohl unmöglich wäre, daß gerade die großen Blöcke vielfach eingeschichtet wurden. Bei diesen Einschichtungen ist auch

älteres Material aus den benachbarten Innschottern mitverwendet worden. Diese Einschichtungen können aber nur auf kurzen Wegen erfolgt sein, weil die Eisschliffpolitur dabei vielfach nicht abgerieben wurde.

Eine weitere Eigentümlichkeit der lokalen Moränenmassen besteht dann in dem Fehlen einer deutlichen Scheidung von Grundmoräne und Seitenmoräne. Die Erklärung dafür dürfte wohl in den engen Felspforten zu suchen sein, durch welche sich diese Gletscherzungen durchzwängen mußten, bevor sie die Weitung des Inntales erreichen konnten. Bei dieser Zusammenpressung trat offenbar eine Vermischung von Material der Grundmoräne und der Seitenmoräne ein.

Bezeichnenderweise sind die höheren und seitlich freien Stände der Lokalgletscher gerade durch besonders schön geschwungene und wohl ausgebildete Moränenwälle ausgezeichnet.

Die hier vorgeführten Beispiele von Moränenmassen der Schlußvereisung sind zumeist in Erosionsfurchen der Inntalterrassen eingefügt. So kommen sie seitlich mit den Grundmoränen der Würmeiszeit und den interglazialen Innaufschüttungen in Berührung. Dadurch ist man gezwungen, diese Grenzverhältnisse genauer zu prüfen, was meist nur an den frischen Einschnitten von Schotter- und Sandgruben gelingt. Es gibt aber im Inntal auch Stellen, wo sich die Ablagerungen der Schlußvereisung auf den Talterrassen viel flacher ausbreiten konnten.

An solchen Stellen ist die Abtrennung gegenüber den darunterliegenden Grundmoränen der Würmeiszeit oder den interglazialen Innaufschüttungen wesentlich leichter.

Solche Stellen befinden sich z. B. auf den Hochflächen der Mieminger und Imster Terrassen. Hier konnten sich die jungen Moränenmassen ziemlich ungehindert ausbreiten. Dabei ist vielfach auch deutliche Wallformung zustande gekommen.

Ebenso ist eine Scheidung von liegender Grundmoräne und hangender Blockmoräne meist leicht erkenntlich.

Die Trennung zwischen den Ablagerungen der Schlußvereisung und jenen der Würmeiszeit ist an den meisten Stellen nicht durch die Einschaltung von eigenen Schichten, sondern durch tiefe Erosionseingriffe vollzogen worden.

Merkwürdig wenig Material ist von dem Rückzug des alten Inngletschers liegen geblieben.

Vielleicht kann da die Annahme, daß seine mächtige Eisschlange bewegungslos wurde und als Toteis zerfiel, uns weiterhelfen. Von dieser gewaltigen Abschmelzung gibt nur eine Riesensaat von erratischen Blöcken Zeugnis, welche dann von der

nachfolgenden Schlußvereisung vielfach ergriffen und in ihre Moränen eingebaut wurden.

Es ist also recht wahrscheinlich, daß durch die neuen Lokalgletscher die noch mit erratischem Blockwerk bedeckten Berghänge wenigstens streifenweise davon gesäubert wurden. Auf diese Weise ist im Bereiche der Lokalgletscher eine beträchtliche Senkung des erratischen Blockmaterials herbeigeführt worden. So ist bezeichnend, daß man heute die hochliegenden erratischen Blöcke und Geschiebe fast immer nur auf freien Bergschultern oder Kämmen findet.

Diese Abräumung der erratischen Gesteinssaat von den Südhängen des Karwendelgebirges ist aber nicht etwa die erste gewesen.

Auch bei der riesigen Hangverschüttung nach dem Rückzug der Mindelvergletscherung hat eine solche Abräumung von erratischem Schutt stattgefunden. Man begegnet aber in der Höttinger Breccie nur relativ wenigen kristallinen Geschieben. Daraus ist wohl zu schließen, daß damals eine weit längere Zeit der Abräumung der Aufschüttung der Breccie vorausgegangen war.

So kommen wir zu der Einsicht, daß die Schlußvereisung noch zu einer Zeit eingetreten ist als die Südhänge des Karwendelgebirges von einer dichten Saat von kristallinen Findlingen hoch hinauf bedeckt waren. Es kann daher die Zeit zwischen dem Abschmelzen der Würmgletscher und dem Einsatz der Schlußvereisung in geologischem Maße nicht lange gewesen sein.
